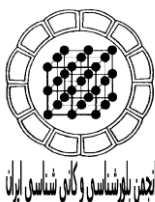
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۱۱۳ تا ۱۲۶



تعیین شرایط دگرگونی برگشتی دایک‌های متادلریتی مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد، براساس شیمی کانیایی کلریت و ماکل دگرشکلی کلسیت

فریبا ریاحی سامانی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۵/۱۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۲۲)

چکیده: دایک‌های متادلریتی مورد بررسی در شمال استان چهارمحال و بختیاری و در کرانه رودخانه زاینده رود و در مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد رخنمون یافته‌اند. منطقه مورد بررسی در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان قرار دارد. بافت‌های اصلی بین دانه‌ای، پوست ماری و نیمه‌پوست‌ماری در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی دایک‌های متادلریتی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول بوده و کانی‌های کلریت، کلسیت، سریسیت، اپیدوت، کلینوزوئزیت، اکتینولیت، لوکوکسن و بیوتیت کانی‌های فرعی و ثانویه هستند. با توجه به بافت و نتایج کانی‌شناسی، این سنگ‌ها شواهد یک دگرگونی ناحیه‌ای برگشتی رخساره شیست سبز را آشکار می‌سازند. با توجه به بررسی‌های انجام شده بر کانی کلسیت، ماکل‌های دگرشکلی از نوع III و IV هستند. این ماکل‌های دگرشکلی بازتبلور پویای کلسیت در گستره دمایی ۲۰۰ تا بیش از ۲۵۰°C را نشان می‌دهند. همچنین براساس زمین‌دماسنجی بر کانی کلریت این سنگ‌ها، دمای تشکیل کلریت از ۳۷۰ تا ۲۴۶ درجه سانتی‌گراد متغیر است که با دمای دگرشکلی در ماکل‌های کلسیت همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *ماکل دگرشکلی؛ زمین دماسنجی؛ کلسیت؛ کلریت؛ شمال شهرکرد؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

مقدمه

در مناطق دگرگونی، سنگ‌های دگرگونی پس از تحمل اوج فشار و دمای دگرگونی در مسیر برگشت به سمت سطح زمین اغلب شواهدی از دگرگونی درجه پایین را آشکار می‌سازند. از آنجا که ماکل‌ها از نظر ظاهری چشم‌گیر و به راحتی قابل اندازه‌گیری هستند، اغلب از آن‌ها برای برآورد شرایط تغییر شکل در سنگ‌های دربردارنده کوارتز، کلسیت، دولومیت یا پیروکسن استفاده می‌شود [۱-۱۰]. رده‌بندی ریخت‌شناسی ماکل‌ها تا حد بسیاری به دما و کمی به تنش، کرنش یا نرخ کرنش بستگی دارد. از ریخت‌شناسی ماکل‌ها اغلب به عنوان یک زمین دماسنج سریع و آسان برای تعیین دمای تغییر شکل و شرایط دگرگونی درجه پایین استفاده می‌شود [۱۴-۱۱]. ماکل‌ها طی تغییرشکل طبیعی سنگ‌های کلسیتی در دمای کمتر از ۳۰۰ °C درجه سانتی‌گراد رایج هستند [۱۵]. در دمای بالاتر، به دلیل کاهش شدید تنش برشی بحرانی (CRSS)، شدت ماکل‌شدگی کاهش می‌یابد. فرایند ماکل‌شدگی (e-twinning) سازوکار مهمی برای تغییر شکل بلوری ناکشسان در کلسیت است که این دگرشکلی در دمای کمتر از ۴۰۰ °C رخ می‌دهد. ماکل‌های دگرشکلی کلسیت در دمای کمتر از ۱۷۰ °C اغلب نازک هستند و فقط به صورت خطوط سیاه نازک زیر میکروسکوپ نوری دیده می‌شوند [۱۴].

دیگر از روش‌های زمین‌دماسنجی برای شرایط دگرگونی درجه پایین، استفاده از ترکیب شیمی بعضی ازکانی‌ها چون کانی‌های گروه کلریت است. این کانی که در انواع سنگ‌ها و محیط‌های زمین‌شناسی از جمله سنگ‌های رسوبی، دگرگونی درجه پایین و سنگ‌های دگرسانی گرمابی تشکیل می‌گردد [۱۶-۱۸]. که طیف گسترده‌ای از ترکیب‌های شیمیایی و انواع چندگون را نشان می‌دهد که نشانگر شرایط فیزیکوشیمیایی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۱۸۰۲۴۲، نمابر: ۰۳۸۳۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: shabanian.nahid@sku.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

شکل‌گیری آنهاست. کانی‌های گروه کلریت فیلوسیلیکات‌های آب‌دار با ساختارهای بر پایه لایه‌های چاروجهی هشت وجهی ۲:۱ و کاتیون‌های هشت وجهی بین‌لایه‌ای متناوب هستند [۲۰،۱۹]. این کانی‌ها می‌توانند از جایگزینی کانی‌های از پیش موجود (به طور کلی، فرومنیزیم) در سنگ و یا به طور مستقیم از تبلورمحلول‌های گرمابی ایجاد شوند. دمای تبلور کلریت برای بررسی‌های مربوط به پیدایش کانسار، دگرگونی و دگرسانی گرمابی یا درونزادی اهمیت ویژه‌ای دارد.

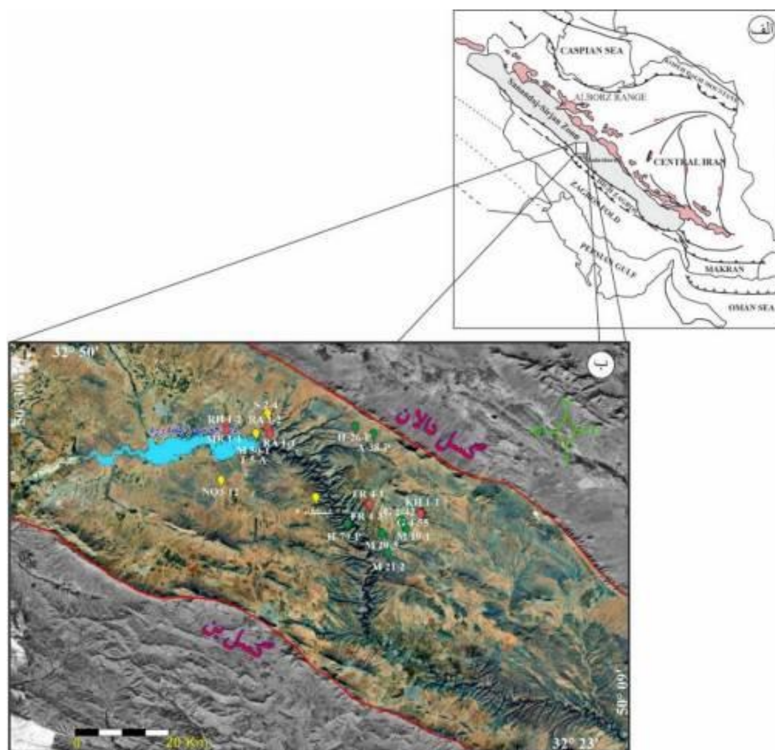
پهنه سنندج-سیرجان در اصل شامل مجموعه‌های دگرگونی و توده‌های گرانیتی [۲۱] با دگرشکلی پیچیده است. با در نظر گرفتن موارد نادر سنگ‌های دگرگونی فشار بالا [۲۲]، بیشتر مجموعه‌های دگرگونی طیفی از دگرگونی‌ها از رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت را نشان می‌دهند [۲۴،۲۳]. سنگ‌های رخساره آمفیبولیت از مجموعه‌های دگرگونی اغلب در شرایط رخساره شیست سبز دچار دگرگونی، تغییر شکل و سیر برگشتی (retrograde) شده‌اند (از جمله در مجموعه‌های دگرگونی توتک[۲۵]، نیریز [۲۶]، موته [۲۷] و شمال شهرکرد [۲۸،۲۲]).

دلریت‌های کرانه رودخانه زاینده‌رود در شمال شهرکرد و در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان به صورت دایک‌های بازیک در مجموعه دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند. این دایک‌های دلریتی که همراه با مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه بالا هستند، خود نیز دستخوش دگرگونی درجه بالا و سپس دگرگونی برگشتی شده‌اند.

در این پژوهش، برای تعیین شرایط این دگرگونی برگشتی دایک‌های متادلریتی شمال شهرکرد از ریخت‌شناسی ماکل‌های کلسیت موجود در این دایک‌ها، دمای دگرشکلی ایجاد این ماکل‌ها محاسبه و سپس نتایج بدست آمده با دماسنجی برپایه شیمی کانی کلریت مقایسه شده و سرانجام میزان همخوانی دمای تشکیل براساس شیمی کانی کلریت و ماکل دگرشکلی کلسیت ارزیابی گردیده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شمال شهرکرد، مرکز استان چهارمحال و بختیاری، در کرانه رودخانه زاینده رود واقع است. سنگ‌های نیمه عمیق مورد بررسی در گستره‌ای با مختصات طول جغرافیایی ″۱۲ ′۴۲ °۵۰ تا ″۱۴ ′ ۵۵ °۵۰ شرقی و عرض جغرافیایی ″۴۰ ′۳۶ °۳۲ تا ″۶ ′۴۵ °۳۲ شمالی قرار دارد و وابسته به پهنه زمین‌ساختاری سنندج-سیرجان هستند (شکل ۱).



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی: در ایران و ب) موقعیت نقاط مورد بررسی بر تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از گوگل ارث).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

پهنه سنندج-سیرجان با طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرضی که تا ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد، از شمال غربی تا جنوب شرقی ایران گسترش دارد. این پهنه کمان قاره‌ای طی مزوزوئیک بوده که برآمده فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی است [۲۹-۳۱]. فرورانش با تولید ماگما گسترده مربوط به فرورانش و ایجاد سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ای و برخورد همراه بوده است. پیشنهاد شده است که شروع فرورانش در اواخر تریاس– اوایل ژوراسیک [۳۲،۲۸] و در اثر برخورد قاره طی الیگوسن رخ داده است [۳۰]. شروع فرورانش با ایجاد پراکنده سنگ‌های ماگمایی در بخش‌های مختلف پهنه سنندج-سیرجان مشخص شده (برای مثال [۳۳،۳۲])، اما مرحله اصلی فعالیت ماگمایی مربوط به ژوراسیک میانی است (برای مثال: [۳۴-۳۸]).

با توجه به نادر بودن سنگ‌های دگرگونی فشار بالا رخساره اکلوژیت [۲۲]، بیشتر مجموعه‌های دگرگونی در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان از سنگ‌های رخساره شیست سبز±آمفیبولیت (برای مثال، [۳۹-۴۳]) در اثر فرورانش و برخورد قاره‌ای در طی ژوراسیک تا کرتاسه-سنوزوئیک تشکیل شده‌اند [۳۰،۲۳].

منطقه شمال شهرکرد در پهنه سنندج-سیرجان یک منطقه دگرگونی فشار بالا-دما پایین (HP-LT) است. منطقه مورد بررسی با دو گسل دالان و بن دربرگرفته شده است (شکل ۱). این منطقه به سه پهنه کرانه‌ای، شمالی، مرکزی و مناطق جنوبی تقسیم شده است [۴۴]، که همه بخش‌هایی از پهنه سنندج-سیرجان هستند. منطقه جنوبی بین گسل اصلی معکوس زاگرس و بن قرار دارد، در حالی که منطقه شمالی در شمال شرقی گسل دالان واقع است. هر دو منطقه کرانه جنوبی و شمالی از سنگ‌های رسوبی تشکیل شده‌اند که بیشتر شامل سنگ‌های آهکی کرتاسه و واحدهای ژوراسیک (ماسه سنگ، لای‌سنگ، کنگلومرا و سنگ آهک) و کنگلومرا ائوسن هستند. پهنه مرکزی شامل سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و درجه پایین، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی -رسوبی بوده و به ترتیب با گسل‌های دالان و بن در شمال شرقی و جنوب غربی هم مرز است [۴۳].

در کرانه رودخانه زاینده‌رود، مجموعه بزرگ دگرگونی دیده می‌شود که با دایک‌های دلریتی قطع شده‌است. شواهد نشان می‌دهند که دایک‌های دلریتی که همراه با مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه بالا هستند، خود نیز دچار دگرگونی درجه بالا شده‌اند [۴۵]. از این رو برای این گروه از دایک‌ها، واژه متادلریت در نظر گرفته می‌شود [۴۶]. دایک‌های همیافت با مجموعه دگرگونی، شواهد دگرگونی ناحیه‌ای از رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز را آشکار می سازند. سن رخداد اصلی دگرگونی که در حد رخساره فشار بالا اکلوژیت بوده ۱۸۴ میلیون سال گزارش شده است [۲۸]. این مجموعه دگرگونی شامل رخنمون‌های متنوعی از سنگ‌هایی است که در ادامه شرح داده می‌شوند.

متابازیت‌ها (شامل اکلوژیت‌ها و آمفیبولیت‌ها) در واقع سنگ‌های دگرگونی فشار بالا هستند [۴۷] که ماهیت زمین شیمیایی شبیه بازالت‌های حوضه‌های پشته کمان دارند که ماگمای سازنده آنها در پایان پرکامبرین ایجاد شده است [۳۹]. پاراگناس‌های میلونیتی پیرامون دریاچه سد زاینده‌رود در گستره میلونیت‌های درجه پایین و متوسط قرار دارند که چند مرحله دگرگونی و دگرشکلی را پشت سر گذاشته‌اند. مرحله نخست (قدیمی‌ترین مرحله دگرگونی قابل تشخیص) دگرگونی در حد رخساره اکلوژیت بوده است. در این مرحله، کانی‌های فشار بالا چون روتیل همراه با فنژیت تشکیل شده‌اند که به‌صورت میانبار در گارنت یا فلدسپار قرار دارند. این گارنت و فلدسپارهای میزبان بر اساس شواهد سنگ‌نگاری در رخساره آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. سرانجام دگرگونی برگشتی یا پسرونده در حد رخساره شیست سبز رخ داده که شاهد آن سریسیتی شدن برخی از فلدسپارها، کلریتی شدن برخی از بیوتیت‌ها و تشکیل کلریت و کوارتز درون و پیرامون برخی از گارنت‌هاست [۴۸].

در منطقه، دو گروه ارتوگنیس با ریختار و خاستگاه متفاوت دیده می‌شوند؛ گروه نخست ارتوگنیس‌های درشت بلور به سن ۱۴±۵۶۸ میلیون سال (اواخرنئوپروتروزوییک، ادیاکاران) بصورت همیافت با سنگ‌های دگرگونی فشار بالا چون اکلوژیت، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و همچنین شیست هستند. این سنگ‌ها دگرگون شده و چین خورده‌اند و برگوارگی میلونیتی نشان می‌دهند [۴۹]. گروه دوم گنیس‌های گرانیتی دانه متوسط با رنگ سبز روشن و میلونیتی به سن ۱۲±۵۵۷ میلیون سال (نئوپروتروزوییک پسین- ادیاکاران) به صورت توده‌های کوچک و متوسط همراه با سایر سنگ‌های دگرگونی (شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها) هستند [۴۱].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

متاگرانیتوئیدهای شمال شهرکرد (با سن ۵۲۱٫۶±۹٫۱ تا ۵۱۳٫۵±۸٫۵ میلیون سال، اوایل پالئوزوئیک) متوسط تا ریزبلور به شدت میلونیتی شده‌اند و آثار بارزی از خطواره و برگوارگی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در شرایط فشار بالا و دمای پایین دگرگون شده‌اند [۳۹، ۵۰]. با توجه به قطع‌شدگی این مجموعه توسط دایک‌های متادلریتی، این دایک‌ها جوان‌تر از سایر سنگ‌های مجموعه هستند (با سن کمتر از کامبرین).

متادلریت‌های مورد بررسی سنگ‌های به رنگ سبز تا خاکستری تیره، ریز تا درشت بلور، گاهی با درز و شکستگی فراوان، به شدت موثر از زمین‌ساخت، دگرسان شده با ورنی صحرایی سیاه تا قهوه‌ای هستند. این سنگ‌ها بصورت دایک به درون سنگ‌های دگرگونی منطقه (به ویژه شیست‌ها و متاپساmیت‌ها) و با فراوانی کمتر به درون مرمرها نفوذ نموده‌اند و در بعضی از نقاط دارای ساختار شبه منشوری هستند (شکل ۲ الف). ظاهر سبز رنگ دایک‌های مورد بررسی به دلیل دگرگونی درجه پایین و حضور کانی‌های سبز رنگ است و افزون بر دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، آثاری از دگرگونی ضعیف‌تر در حد رخساره پرهنیت-اکتینولیت را نیز نشان می‌دهند. در بعضی مناطق، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). این سنگ‌ها به نسبت متراکم هستند، استحکام خوبی دارند و توده‌ها دارای شکستگی‌هایی پر شده با رگه‌هایی از کلسیت ثانویه هستند (شکل ۲ پ).

روش پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌ها به طور اصولی جمع‌آوری شده و موقعیت جغرافیایی دایک‌های متادلریتی با سامانه موقعیت یابی جهانی (GPS) ثبت شدند. پس از تهیه ۱۰۰ مقطع نازک و بررسی میکروسکوپی آنها با میکروسکوپ قطبشی المپیوس، کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی نمونه‌ها بررسی شد. سپس به منظور بررسی شیمی کانی‌های دایک‌های بازی، نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب شده و مقاطع نازک صیقلی برای تجزیه ریز پردازشی الکترونی (EPMA) به دانشگاه اوکلاهماسیتی آمریکا ارسال شدند. نتایج تجزیه کانی‌ها با نرم افزار PET [۵۱] محاسبه شده و نمودارها با نرم‌افزارهای اکسل و CorelDRAW رسم شدند.



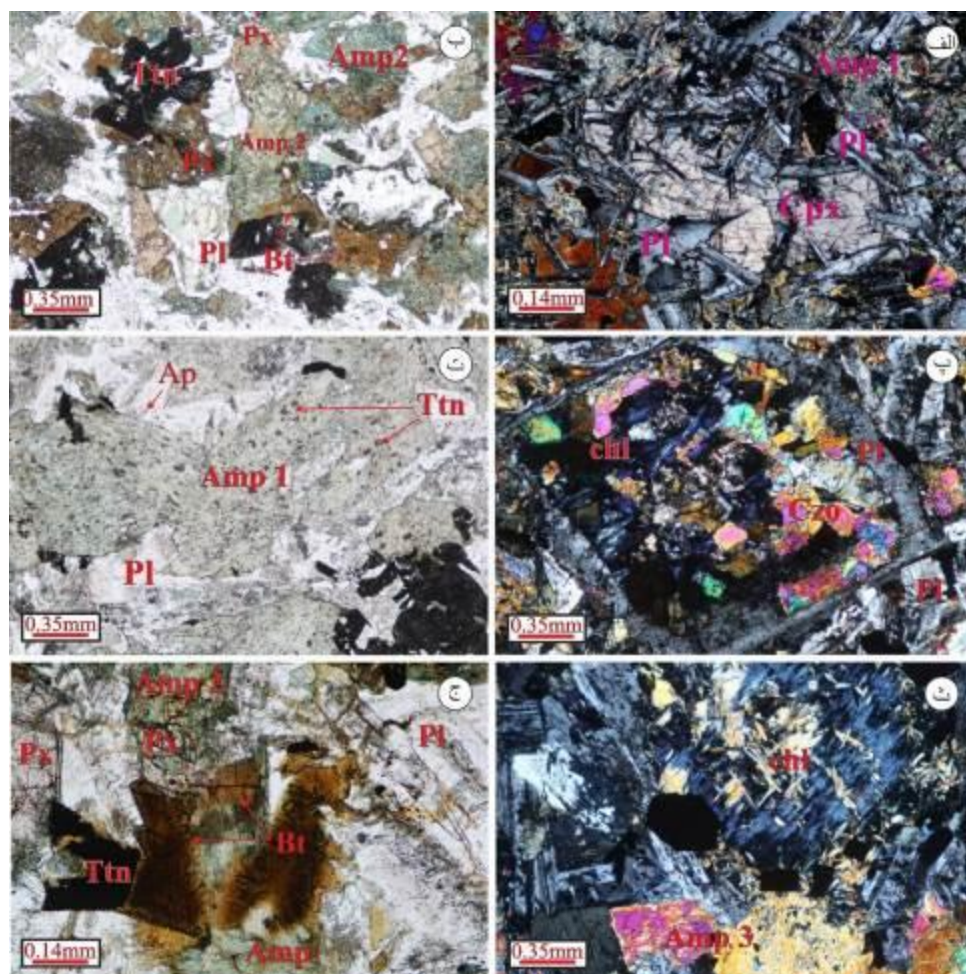
شکل۲ الف) رخنمون دایک متادلریتی با رنگ سبز تا خاکستری که وسط توده ارتوگنیس تزریق شده است. ب) نمای نزدیک از ساخت پورفیری پلاژیوکلاز (دید به سمت شمال شرق). پ) نمایی از واحد متادلریتی به‌شدت زمین‌ساخته و دگرسان شده و رگه‌های کلسیت ثانویه موجود در آن (دید به سمت غرب).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

سنگ‌نگاری

سنگ‌های متادلریتی شمال شهرکرد دارای بافت‌های بین دانه-ای، پوست‌ماری و نیمه‌پوست‌ماری و بافت بر هم نهش (Overprint) با مرز بلورها بین زبانه‌ای (interlobate) است (شکل‌های ۳ الف، ب). ترکیب کانی‌شناسی اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول است و کانی‌های همراه موجود در این سنگ‌های نیمه عمیق کلریت، کلسیت، سریزیت، اپیدوت، کلینوزوئزیت، اکتینولیت، آپاتیت، ایلمنیت و هماتیت، اسفن لوکوکسن و پرهنیت و بیوتیت بوده که شواهدی از دگرگونی شیست سبز هستند. آثار تجزیه اورالیتی، سوسوریتی و سریزیتی دیده می‌شوند.

پیروکسن از کانی‌های سازنده‌ی این سنگ‌هاست. این کانی شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است و بعضی از بلورها دو دسته رخ عمود برهم نشان می‌دهند. برخی بلورها با آمفیبول به ظاهر ماگمایی در برگرفته شده‌اند. گاهی روی پیروکسن‌ها برهم نهشی (Overprint) بلورهای آمفیبول ناشی از عملکرد دگرگونی دیده می‌شود که بر روی سایر سنگ‌های دگرگونی نیز عمل کرده است (شکل ۳ ب). آثاری تبدیل به اکتینوت (اورالیتی شدن) و کلریت در برخی از بلورها دیده می‌شود که در راستای رخ‌ها، بلورهای ریز تیتانیت آزاد شده است.



شکل ۳ الف) نمای بافت پوست ماری در متادلریت‌های مورد بررسی، (در نور قطبیده متقاطع، XPL، ب) پیشروی دگرگونی از رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت و تبدیل پیروکسن به آمفیبول و ایجاد بیوتیت ثانویه بر آمفیبول‌های سنگ، (در نور قطبیده صفحه‌ای،PPL)، پ) نمای میکروسکوپی از درشت بلور پلاژیوکلاز که به کانی‌های کلینوزوئزیت و اپیدوت تجزیه شده است، (XPL)، ت) آزاد شدن تیتان و اکسید آهن در راستای رخ‌های آمفیبول در اثر تجزیه به کلریت، در لبه بلور، تجزیه‌ی آمفیبول به بیوتیت را می‌توان دید،(PPL)، ث) کانی کلریت با رنگ تداخلی آبی جوهری، (XPL)، ج) حضور بخش‌های روشن و کانی بیوتیت دارای ساژنیت در مقطع، (PPL)، (Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Ttn: تیتانیت، Czo: کلینوزوئزیت، Ap: آپاتیت [۵۲].)

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

پلاژیوکلاز بلوری به دو صورت دراین سنگ‌ها دیده می‌شود: ۱) پلاژیوکلازهای درشت بلور که نیمه شکل‌دار و دارای ماکل تکراری (چندریخت) هستند و اغلب آثاری از تبدیل و تجزیه به کانی اپیدوت، کلینوزوئزیت، کلسیت (سوسوریتی شدن) و در بخش‌هایی نیز به سریسیت (شکل۳ پ) بصورت قطعه‌های کشیده شده به همراه بلورهای پیروکسن با بافت پوست ماری و نیمه پوست ماری را نشان می‌دهند (شکل۳ الف)، ۲) پلاژیوکلازهای ریزدرشت‌بلور و ریزسنگی که در زمینه سنگ وجود دارند و تغییرات چندانی نشان نمی‌دهند.

آمفیبول به صورت متوسط تا ریز بلور، با مرز بین لوبی و گاهی با دو دسته رخ مشخص وجود دارد. در بررسی مقاطع میکروسکوپی، سه دسته آمفیبول دیده می‌شود که دسته نخست اولیه، از نوع آمفیبول ماگمایی و دارای چند رنگی سبز است (شکل‌های ۳ الف، ت) گروه دوم بصورت برهم نهشتی با پیروکسن ناشی از عملکرد دگرگونی با رنگ قهوه‌ای تا سبز-آبی دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ب، ج). گروه سوم به رنگ سبز و بصورت ترمولیت و اکتینوت طی دگرگونی برگشتی بوجود آمده‌است (شکل۳ ث). آمفیبول‌ها در اثر تجزیه از لبه کلریتی و بیوتیتی شده‌اند که طی این فرآیند در راستای برخی رخ‌ها، کانی تیتانیت تشکیل شده است (شکل۳ ت).

کلریت با چندرنگی سبز کمرنگ تا سبز از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه بوده که طی فرایندهای دگرسانی و دگرگونی در این سنگ‌ها تشکیل شده است. کلریت‌ها برآمده از تجزیه‌ی پیروکسن‌ها و آمفیبول بوده و گاهی بیوتیت‌ها روی آنها در حال تشکیل هستند. این کانی دارای رنگ تداخلی متفاوتی از آبی جوهری تا زرد تنباکویی بوده که ناشی از ترکیب کانی کلریت است (شکل۳ ث). بعضی از کلریت‌ها بصورت شعاعی دیده می‌شوند.

کلسیت ریز تا متوسط بلور، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است و در متن سنگ، بصورت رگه‌ای دیده می‌شود. بعضی کانی‌ها دارای رخ کامل هستند.

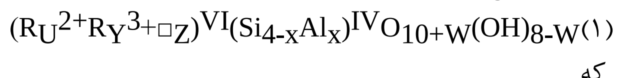
بیوتیت بلوری به دو صورت دیده می‌شود؛ برخی بصورت ماگمایی هستند که گاهی بافت ساژنیت (بلورهای آناتاز در بیوتیت) ایجاد می‌نمایند که ناشی از امتزاج ناپذیری تیتانیم در ساختار بیوتیت است برخی دیگر بیوتیت‌های ثانویه برآمده از دگرگونی در شرایط رخساره شیست سبز و ناشی از تغییر و دگرگونی پیروکسن و آمفیبول هستند (شکل ۳ ج).

تیتانیت بصورت بلورهای خودشکل و بی‌شکل در متن سنگ وجود دارد. تیتانیت‌های اولیه بصورت خودشکل بوده و تیتانیت‌های ثانویه بی‌شکل و بیشتر در راستای رخ‌های آمفیبول هستند (شکل ۳ ت). بخش‌های روشن حجم کمی از سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و اسکلتی شکل هستند (شکل ۳ ب) این نشان دهنده وجود سیال بسیار طی تبلور است [۵۳، ۵۴] و یا بیانگر دگرگونی است. به طور کلی این شواهد نشان می‌دهد که درجه دگرگونی در این دایک‌های متادلریتی تا حدی ضعیف‌تر از سایر سنگ‌های دگرگونی منطقه بویژه آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌هاست.

بحث

کانی کلریت، یک فیلوسیلیکات ۲:۱:۱ با همه ویژگی‌های لازم برای یک زمین دماسنج است. این کانی در محیط‌های زمین شناسی متعددی چون محیط دگرگونی، درونزادیی و گرمابی وجود دارد. کلریت دارای میدان گسترده‌ای از پایداری (از ۸۰ تا بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) بوده و ترکیب شیمیایی آن وابسته به شیمی سامانه، گریزندگی اکسیژن و شرایط دما و فشار است [۵۵]. کلریت یک فیلوسیلیکات شامل یک لایه ۲:۱ (لایه طلق مانند) است که در آن دو ورقه چاروجهی (با نماد IV) یک ورقه هشت وجهی (با نماد VI) که با یک ورقه هشت وجهی بین‌لایه‌ای (ورق بروسیت مانند) همراه است را دربرگرفته است.

نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلریت در جدول ۱ آمده است. دیده می‌شود که SiO_2 از ۲۵٫۶۵ تا ۲۷٫۶۲ درصد وزنی، مقدار Al_2O_3 از ۱۹٫۸۴ تا ۲۱٫۹۶ درصد وزنی، مقدار TiO_2 کم تا ۰٫۰۵درصد وزنی، MgO از ۱۵٫۰۴ تا ۱۶٫۰۷ درصد وزنی، مقدار FeO در گستره ۲۴٫۳۶ تا ۲۵٫۷۶ درصد وزنی متغیراست. ساختار آرمانی این آلومینوسیلیکات آبدار با ورقه‌های چار وجهی-هشت وجهی-چار وجهی مشخص می‌شود. این کانی طیف گسترده‌ای از ترکیب‌ها را نشان می‌دهد و یک فرمول بلوری شیمیایی کلی برای کلریت پیشنهاد شده است (اصلاح شده از مرجع [۵۶]:



$$(R_U^{2+}R_Y^{3+}\square_Z)^{VI}(Si_{4-x}Al_x)^{IV}O_{10+W}(OH)_{8-W} \quad (۱)$$

که

$Z = (Y - W - X)/2$ و $U + Y + Z = 6$ است.

از آنجا که گروه کلریت دارای دو ورقه هشت وجهی در ساختار بلوری خود است، می‌توان آن را به چهار زیرگروه بر اساس لایه‌های ۲:۱ و صفحه‌های بین لایه‌ای تقسیم کرد [۲۰، ۵۷] (جدول ۲). تقسیم بندی دیگری برای کانی کلریت براساس نسبت $Fe/(Fe+Mg+Mn)$ به Si(apfu) ارائه شده است [۵۸] (شکل ۴) که بر این اساس، نمونه‌های کلریت منطقه مورد بررسی در گستره ریپیدولیت‌ها قرار دارند.

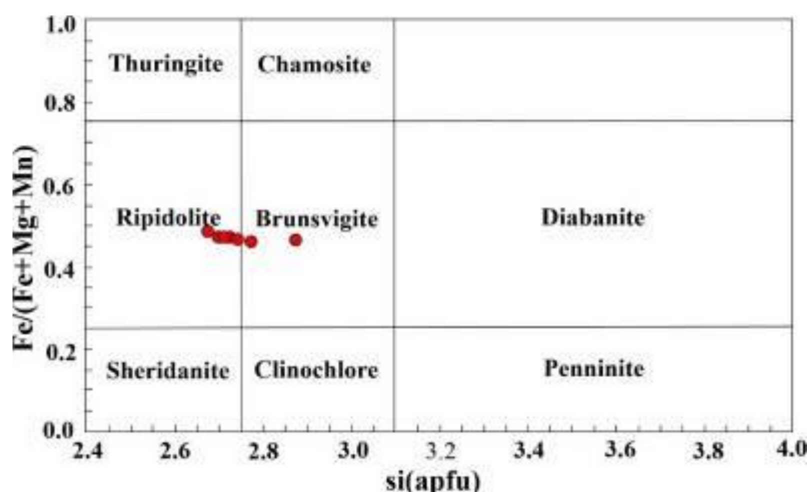
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلریت در دایک‌های متادولریت کرانه رودخانه زاینده رود برحسب درصد وزنی (محاسبه بر اساس ۱۴ اکسیژن).

نام	D1-Chl-1	D1-Chl-2	D1-Chl-3	D1-Chl-4	D1-Chl-5	D1-Chl-6	D1-Chl-7
SiO_2	۲۶/۷۰	۲۵/۸۹	۲۶/۵۰	۲۶/۴۵	۲۷/۶۲	۲۶/۲۱	۲۵/۶۵
TiO_2	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Al_2O_3	۲۰/۶۰	۲۱/۳۹	۲۱/۰۷	۲۱/۱۶	۱۹/۸۴	۲۱/۰۹	۲۱/۹۶
Fe_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۲۴/۹۵	۲۵/۴۸	۲۵/۱۰	۲۵/۳۵	۲۴/۳۶	۲۵/۵۶	۲۵/۷۶
MnO	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۱
MgO	۱۶/۰۷	۱۵/۵۵	۱۵/۸۱	۱۵/۶۶	۱۵/۲۸	۱۵/۶۶	۱۵/۰۴
CaO	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۴	۱/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۲
BaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K_2O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
مجموع	۸۸/۷۷	۸۸/۷۴	۸۸/۹۰	۸۸/۹۷	۸۸/۵۹	۸۸/۹۶	۸۸/۷۸
Si	۲/۷۶۸	۲/۶۹۵	۲/۷۴۴	۲/۷۴۰	۲/۸۶۵	۲/۷۲۲	۲/۶۷۲
Ti	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
Al	۲/۵۱۷	۲/۶۲۴	۲/۵۷۱	۲/۵۸۳	۲/۴۲۶	۲/۵۸۱	۲/۶۹۶
Cr	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۲/۱۶۳	۲/۲۱۸	۲/۱۷۳	۲/۱۹۶	۲/۱۱۳	۲/۲۲۰	۲/۲۴۴
Mn	۰/۰۲۷	۰/۰۲۶	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۰۲۸	۰/۰۳۰	۰/۰۲۷
Mg	۲/۴۸۳	۲/۴۱۳	۲/۴۴۰	۲/۴۱۸	۲/۳۶۳	۲/۴۲۴	۲/۳۳۵
Ca	۰/۰۱۱	۰/۰۰۷	۰/۰۱۰	۰/۰۰۴	۰/۱۲۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۲
Ba	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳
مجموع	۹/۹۷۲	۹/۹۹۰	۹/۹۶۸	۹/۹۷۱	۹/۹۲۶	۹/۹۸۶	۹/۹۸۱
Al^{IV}	۱/۲۳۲	۱/۳۰۵	۱/۲۵۶	۱/۲۶۰	۱/۱۳۵	۱/۲۷۸	۱/۳۲۸
Al^{VI}	۱/۲۸۴	۱/۳۱۹	۱/۳۱۵	/۳۲۳	۱/۲۹۱	۱/۳۰۳	۱/۳۶۷

جدول ۲ زمین دماسنجی بلورهای کلریت دایک‌های مافیک مورد بررسی [۵۹].

مرجع	پایه اکسیژن (۱۴ یا ۲۴)	عناصر/اعضای پایانی
[۶۰]	$T = 212.3Al^{IV} + 17.5$ (14)	Al^{IV} content
[۶۱]	$T = 106(Al^{IV} + 0.7XFe) + 18$ (28)	Al^{IV}, Fe, Mg
[۶۲]	$T = 321.98Al^{IV} -61.92$ (14)	Al^{IV}
[۶۳]	$T = 319(Al^{IV} + 0.1XFe) -69$ (14)	Al^{IV}, Fe, Mg
[۶۴]	$T = 249.56Al^{IV} -320.28$ (28)	Al^{IV}
[۶۵]	$T = 106.2(Al^{IV} -0.88[XFe -0.34]) + 17.5$ (28)	Al^{IV}, Fe, Mg
[۶۶]	$T = 321.98(Al^{IV} + 0.133[0.31 -XFe (<0.31)]) -61.92$ (14)	Al^{IV}, Fe, Mg



شکل۴ تقسیم‌بندی کانی کلریت براساس Fe/(Fe+Mg+Mn) نسبت به Si(apfu) [۶۰].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

کاتلینو و نیوا [۶۰] در سامانه زمین گرمایی لس ازوفرس (Los Azufres)(مکزیک) همبستگی مثبت بین Al^{IV} و دما یافته و پیشنهاد کردند که Al^{IV} می‌تواند به عنوان یک زمین دماسنج کلریتی با کاربرد عمومی در موقعیت‌های درونزادی، گرمابی و دگرگونی استفاده شود، زیرا به نظر نمی‌رسد که هیچ عامل ترمودینامیکی (ترکیب سنگ، ماهیت سیال‌های زمین گرمایی و فشار) به طور قابل توجهی تغییر کند. کاتلینو [۶۲] بررسی را با مجموعه‌ای از داده‌های به دست آمده از کلریت‌های سامانه گرمابی دریای سالتون (ایالات متحده آمریکا) تکمیل کرد و رابطه زیر را بین دما و Al^{IV} به عنوان نخستین معادله زمین دماسنج کلریتی به دست آورد:

$$(^{\circ}C) = 321.98Al^{IV} - 61.92 \quad (۲)$$

افزون بر روابط کاتلینو [۶۲]، بیش از پنج معادله دماسنج تجربی دیگر پیشنهاد شده‌اند [۶۳-۶۶] (جدول ۳). که در برخی موارد به عنوان دماسنج استفاده می‌شوند، در حالی که برای این کار ارائه نشده‌اند [۵۹، ۶۴]. با استفاده از این روابط (جدول ۲)، دمای تشکیل کلریت در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر پایه تغییرات Al^{IV}، در گستره ۲۲۴٫۷۵ تا ۴۱۱٫۳۲ ^{o}C است (جدول ۴) که با افزایش دمای تشکیل کلریت، مقدار Al^{IV} افزایش می‌یابد (شکل ۵) و نشان دهنده‌ی ارتباط مستقیم بین دما و آلومینیوم هشت وجهی است. چهار روش مراجع [۶۱-۶۴] مقادیری نزدیک به هم و دمای بالاتری را نشان می‌دهند، به طوری که این چهار روش دارای مقادیری با همپوشی بیشتر هستند و به عنوان دماسنج کلریت انتخاب می‌شوند. به طور کلی میانگین دما برای تبلور کانی کلریت در این سنگ‌ها حدود ۳۳۰°C بوده که کاملاً در گستره دمایی رخساره شیست سبز است. از آنجا که بر اساس دمارمان‌سنجی به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ بر کانی بیوتیت در سنگ‌های متاگرانیتوئید شمال شهرکرد، سن ۱۱۰ میلیون سال بدست آمده و دمای انسداد ایزوتوپی بیوتیت در روش آرگن- آرگن ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است [۲۸] و این مقدار با دمای متوسط برای تبلور کلریت در متادولریت همخوانی دارد، می‌توان گفت که سنگ‌های دگرگونی منطقه در زمان کرتاسه پیشین (۱۱۰ میلیون سال پیش) در شرایط رخساره شیست سبز قرار داشته‌اند.

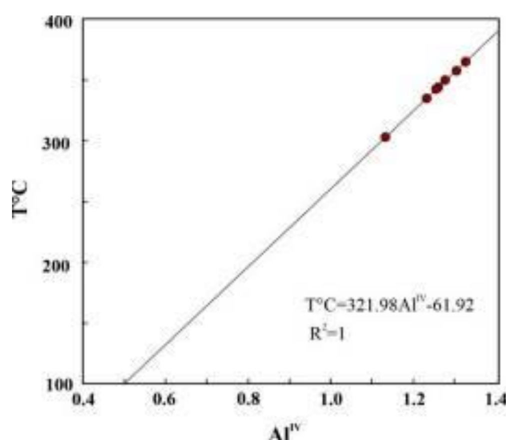
جدول ۳ نتایج زمین دماسنجی کلریت‌های منطقه مورد بررسی با روش‌های مختلف (بر حسب ^{o}C).

مرجع	D1-Chl-1	D1-Chl-2	D1-Chl-3	D1-Chl-4	D1-Chl-5	D1-Chl-6	D1-Chl-7
[۶۰]	۲۸۰٫۳۵	۲۹۵٫۸۵	۲۸۵٫۴۴	۲۸۶٫۲۹	259.58	۲۹۰٫۱۹	۳۰۰٫۸۵
[۶۱]	۳۱۳٫۷۹	۳۳۰٫۱۹	۳۱۹٫۲۶	۳۲۰٫۴۷	۲۹۳٫۶۴	۳۲۴٫۵۰	۳۳۵٫۹۸
[۶۲]	۳۳۴٫۸۶	۳۵۸٫۲۵	۳۴۲٫۵۴	۳۴۳٫۸۲	۳۰۳٫۵۱	۳۴۹٫۷۲	۳۶۵٫۸۰
[۶۳]	۳۳۸٫۹۷	۳۶۲٫۵۶	۳۴۶٫۷۴	۳۴۸٫۱۷	۳۰۸٫۱۰۸	۳۵۴٫۰۷	۳۷۰٫۳۹
[۶۴]	۲۹۴٫۹۷	۳۳۱٫۰۵	۳۰۶٫۶۹	۳۰۸٫۶۸	۲۴۶٫۱۹	۳۱۷٫۸۲	۳۴۲٫۷۵
[۶۵]	۲۶۷٫۵۱	۲۸۱٫۶۹	۲۷۲٫۰۶	۲۷۲٫۴۵	۲۴۶٫۲۲	۲۷۶٫۱۴	۲۸۵٫۶۳

جدول ۴ تقسیم بندی کلریت‌ها [۵۷].

زیر گروه‌های بر پایه لایه ۱:۲ و ورقه‌های بین لایه‌ای	گروه کلریت	سازای مولکولی
کلریت سه هشت وجهی	کلینوکلریت	$[(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
	نیمیت	$[(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
	پتانتیت	$[(Mn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
	بیلیکلر	$[(Zn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
کلریت دو هشت وجهی	دنباسیت	$[Al_{4.33}(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
کلریت دو سه هشت وجهی	کوکتیت	$[LiAl_4(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$
	بروکوکتیت	$[(LiAl_4)(Si_3B)O_{10}(OH)_8]$
	سدویت	$[Mg_2(Al, Fe^{3+})_3Si_3AlO_{10}(OH)_8]$

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]



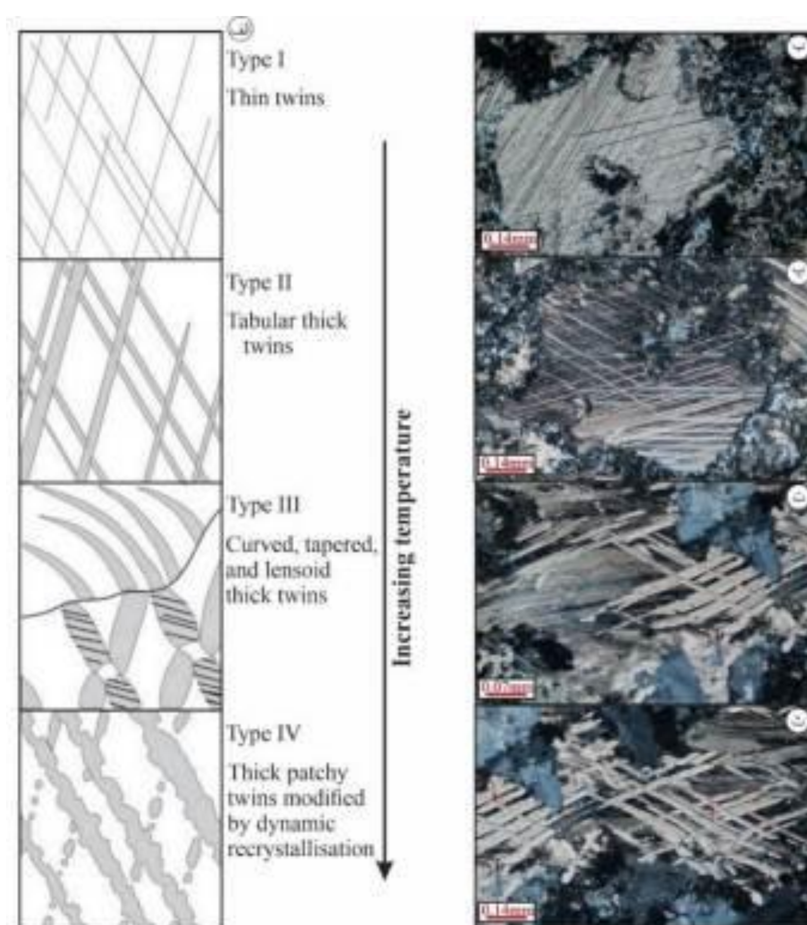
شکل ۵ نمودار دما نسبت به Al^{IV} [۶۰].

جدول ۵ رده‌بندی ماکل‌های کلسیت بر اساس شکل ظاهری آن‌ها در مقاطع نازک به همراه مقایسه و تفسیر چهار نوع از ماکل‌ها از نظر دما و سازوکار تغییر شکل [۱۳، ۶۷].

هندسه	نوع I	نوع II	نوع III	نوع IV
شرح	- نازک - مستقیم - گویا - ۱، ۲ یا ۳ مجموعه در هر دانه	- ضخیم (>>1μm) - مستقیم - کمی عدسی شکل - گویا	- نازک خمیده - ماکل در ماکل - سرتاسر ماکل - غیر منطقی	- ضخیم، تکه تکه - مرزهای ماکل دندانه‌دار - آثار باقیمانده از دانه های ریز - غیر منطقی
تفاسیر	- تغییر شکل کم - پوشش کم - دمای بسیار پایین - (پس از دگرگونی) - (پس از زمین ساخت)	- تغییر شکل قابل توجه - امکان سرتاسری ماکل در دانه‌ها - تغییر شکل همزمان یا پس از دگرگونی	-تغییر شکل زیاد -سازوکارهای تغییر شکل درون بلوری(سر خوردن و جابجایی روی صفحه‌های r و f) - تغییر شکل همزمان با دگرگونی.	- تغییر شکل زیاد - بازتبلور پویا (مهاجرت مرز دانه) - تغییر شکل پیش یا همزمان با دگرگونی
دما	۲۰۰°C >	۳۰۰-۱۵۰°C	> ۲۰۰°C	> ۲۵۰°C

همچنین، مدت‌هاست که ماکل کلسیت به‌عنوان یک ویژگی دگرشکلی شناخته شده و قوانین بلوری دقیقی برای ماکل دگرشکلی تیغه‌ای (e -twin-lamellae) تعیین شده‌است [۱۵، ۶۸-۷۱]. ریخت‌شناسی ماکل‌های دگرشکلی بلورکلسیت روشی برای زمین‌دماسنجی است [۱۳، ۱۴، ۷۲-۷۴] (شکل ۶ الف). ریختار و ضخامت ماکل با دگرشکلی بلور و دما رابطه مستقیم دارد و بر این اساس، ماکل‌ها به ۴ گروه تقسیم شده‌اند (جدول ۵) که در ادامه شرح داده می‌شوند. ماکل نوع I نازک با عرض کمتر از ۱ میکرومتر با گستره‌ی دمایی ۱۷۰°C تا ۲۰۰°C است [۱۲] (شکل ۶ ب). ماکل نوع II ضخیم‌تر با پهنای بیش از یک میکرومتر با گستره‌ی دمایی ۲۰۰ تا ۳۰۰°C است [۱۳، ۱۴، ۷۵-۷۷] (شکل ۶ پ). در دمای کمتر از ۱۷۰°C بدلیل افزایش تغییر شکل، ایجاد و افزایش ماکل‌های جدید بر پهن شدن ماکل‌های قدیمی غالب بوده ولی در دمای بالای ۲۰۰°C، پهن شدن ماکل‌های موجود بر ایجاد ماکل‌های جدید غالب است [۱۳، ۱۴، ۷۴]. ماکل نوع III متقاطع و خمیده در دمای بالای ۲۰۰°C است (شکل ۶ ت). ماکل نوع IV ضخیم و نامنظم بامرزهای دندانه‌دار به دلیل بازتبلور و مهاجرت مرز ماکل‌ها در دماهای بالاتر از ۲۵۰°C هستند [۱۲، ۱۴، ۷۸، ۷۹] (شکل ۶ ث). تصور می‌شود که خم شدن ماکل‌ها به دلیل فعالیت سر خوردن و جابجایی روی صفحه‌های r و f (سامانه لغزش) باشد [۱۲]. با این حال، در بلورهای بزرگ کلسیت و در کلسیت رگه‌ای، نرخ کرنش بالا در دمای پایین ممکن است باعث افزایش چگالی نابجایی شود و در دماهای کمتر از ۲۵۰°C شاید باز تبلور رخ دهد [۳، ۱۴، ۸۰]. بازتبلور پویا ممکن است در دمای بالای ۳۰۰°C رخ دهد [۷۷، ۸۱]. براساس ریخت‌شناسی ماکل کلسیت در منطقه مورد بررسی (شکل ۶)، ماکل‌های بلور کلسیت بیش‌تر از نوع III (ماکل‌های متقاطع و خمیده) و نوع IV (ماکل‌های ضخیم و نامنظم بامرزهای دندانه‌دار) هستند و دمای ماکل‌شدگی اغلب از ۲۰۰°C تا بیش از ۲۵۰°C است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]



شکل ۶ الف) طرحواره‌ای از اثر دما بر تغییر شکل ماکل‌های رگه‌های کلسیتی [۱، ۳] در متادلریت‌های شمال مجموعه دگرگونی شهرکرد، ماکل چهارگانه کانی کلسیت ب) ماکل درجه یک، پ) ماکل درجه دو، ت) ماکل درجه سه، ث) ماکل درجه چهار، (همه تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند).

برداشت

متادلریت‌ها در شمال استان چهارمحال و بختیاری و در کرانه رودخانه زاینده رود بصورت دایک‌های بازیک در مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، دایک‌های نفوذ کرده در سنگ‌های دگرگونی دچار چند مرحله دگرگونی بصورت دگرگونی درجه بالا و سپس دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا رخساره پرهنیت-اکتینولیت شده‌اند. با توجه به سن گزارش شده برای اوج دگرگونی رخساره اکلوژیت و آمفیبولیت (ژوراسیک پیشین تا میانی) و اثر آن بر این دایک‌های دلریتی، نفوذ این دایک‌ها به احتمال بسیار پیش و یا همزمان (یا در مراحل پایانی) دگرگونی‌ها بوده است. با توجه به نتایج بدست آمده از ریخت-شناسی ماکل‌های کلسیت موجود در دایک متادلریتی، این منطقه دستخوش دگرشکلی شده و در نتیجه ماکل‌های دگرشکلی در رگه‌های آهکی ایجاد شده است. براساس دماسنجی کانی کلریت، دمای تشکیل این کانی از ۳۷۰ تا ۲۴۶°C متغیر بوده و دمای دگرشکلی ماکل‌های کلسیت بیشتر ازنوع سه و چهار است و این ماکل‌های دگرشکلی بیانگر بازتبلور پویای کلسیت در دمای ۲۰۰°C تا بالای ۲۵۰°C هستند. با توجه به نتایج بدست آمده می‌توان گفت که دگرگونی برگشتی در این منطقه در حد رخساره شیست سبز رخ داده که این دگرگونی درجه پایین همراه با دگرشکلی پویای درجه پایین بوده است و در زمان کرتاسه پیشین در سنگ‌های دگرگونی منطقه رخ داده است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت دانشگاه شهرکرد انجام گرفته است که بدینوسیله از همکاری معاونت پژوهشی دانشگاه شهرکرد که در

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]

بخش‌های مختلف این پروژه ما را یاری کرده‌اند کمال تشکر را داریم.

مراجع

[1] Blenkinsop T., *"Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks"*, Kluwer, London, (2000).

[2] De Bresser J. H. P., C. J. Spiers., *"Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite"*, Tectonophysics 272.1 (1997) 1-23.

[3] Masuda T., Miyake T., Kimura, N., Okamoto A., *"Application of the microboudin method to paleodifferential stress analysis of deformed impure marbles from Syros, Greece: implications for grain-size and calcite-twin paleopiezometers"*, Journal of Structural Geology 33(2011) 20–31.

[4] Molli G., White J.C., Kennedy L., Taini V., *"Low-temperature deformation of limestone, Isola Palmaria, northern Apennine, Italy—the role of primary textures, precursory veins and intracrystalline deformation in localization"*, Journal of Structural Geology 33(2011) 255–270.

[5] Passchier C.W., Trouw R.A.J., *"Microtectonics"*, Springer, Berlin, (1996).

[6] Tullis T.E., *"The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes"*, Journal of Geophysical Research 85(1980) 6263–6268.

[7] Turner F.J., *"Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles"*, American Journal of Science 251(1953) 276–298.

[8] Wenk H.R., Barber D., Reeder R., *"Microstructures in carbonates. In: Reeder, R. (Ed.), Carbonates: Mineralogy and Chemistry"*, Am. Miner. Soc., Washington DC (1983) pp. 301–369.

[9] Wenk H.R., Rybacki E., Dresen G., Lonardelli I., Barton N., Franz H., Gonzalez G., *"Dauphiné twinning and texture memory in polycrystalline quartz. Part 1: experimental deformation of novaculite"*, Physics and Chemistry of Minerals 33(2006)667–676.

[10] Rybacki E., Evans B., Janssen C., Wirth R., Dresen G., *"Influence of stress, temperature, and strain on calcite twins constrained by deformation experiments"*, Tectonophysics 601(2013) 20-36.

[11] Janssen C., Romer, R.L., Hoffmann-Rothe A., Kesten, D., Al-Zubi H., *"The Dead Sea transform: evidence for a strong fault"*, Journal of Geology 112(2004) 561–575.

[12] Burkhard M., *"Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review"*, Journal of structural geology 15.3-5 (1993) 351-368.

[13] Ferrill D. A., *"Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone"*, Journal of Structural Geology 13.6 (1991) 667-675.

[14] Ferrill D.A., Morrisb A. P., Evansc M. A., Burkhardd M., Groshong R. H., Jr., Onasch C.M., *"Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer"*, Journal of Structural Geology 26.8 (2004) 1521-1529.

[15] Barber D. J., Wenk H. R., *"Deformation twinning in calcite, dolomite and other rhombohedral carbonates"*, Physics and Chemistry of Minerals 5 (1979) 141-165.

[16] De Caritat P., Hutcheon I.A.N., Walshe J.L., *"Chlorite geothermometry: a review. Clays and clay minerals"*, 41(2) (1993) 219-239.

[17] Vidal O., Parra T., Trotet F., *"A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range"*, American journal of Science, 301(6) (2001) 557-592.

[18] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. eds., *"Rock Forming Minerals: Layered Silicates Excluding Micas and Clay Minerals, Volume 3B"*, (No Title) (2009).

[19] Krivovichev S.V., Armbruster T., Organova N.I., Burns P.C., Seredkin M.V., Chukanov N.V., *"Incorporation of sodium into the chlorite structure: the crystal structure of glagolevite, Na (Mg, Al) 6 [Si3AlO10] (OH, O) 8"*, American Mineralogist, 89(7) (2004) 1138-1141.

[20] Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M.Ç. Yıldırım D.K., *"A Windows program for chlorite calculation and classification"*, Computers & Geosciences, 81(2015) 101-113.

[21] Jamshidi Badr M., Collins, A.S., Masoudi F., Cox, G., Mohajjel M., *"The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran"*, Turkish Journal of Earth Sciences 21(2013) 10–37.

[22] Davoudian A.R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites fromnorth of Shahrekord, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran"*, Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393–413.

primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny", Lithos 258-259 (2016), 37- 57.
[34] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaei M., *"Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran"*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 261 (2011) 61-75.
[35] Esna-Ashari A., Tiepolo M., *"Petrogenesis of gabbroic rocks from the Malayer plutonic complex (Sanandaj-Sirjan zone, west Iran)"*, Periodico di Mineralogia, 89 (2020) 91-104.
[36] Azizi H., Stern R.J., *"Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc"*, Terra Nova 31 (5) (2019) 415–423.
[37] Azizi H., Asahara Y., Minami M., Anma R., *"Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 200, (2020a)104469 https://doi.org/10.1016/j. jseaes.2020.104469.
[38] Tavakoli N., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., Bernroider M. Lee J.K., *"A-type granite in the Boein-Miandasht Complex: Evidence for a Late Jurassic extensional regime in the Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Asian earth sciences, 213(2021) 104771.
[39] Malek-Mahmoudi F., Davoudian A.R., Shabanian, N., Azizi H., Asahara, Y., Neubauer F., Dong Y., *"Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: Geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran"*, Precambrian Research, 293(2017) 56-72.
[40] Badr A., Davoudian A. R., Shabanian, N., Azizi H., Asahara, Y., Neubauer F., Dong, Y., Yamamoto, K., *"A-and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism"*, Lithos, 300 (2018) 86-104.
[41] Moradi A., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Santos J.F., Asahara Y., *"Zircon U–Pb and geochemistry of the north Shahrekord metamorphosed felsic rocks: implications for the Ediacaran–Cambrian tectonic setting of Iran"*, International Journal of Earth Sciences, (2022) 1-25.
[42] Sarkarinejad K., Azizi A., *"Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran"*, Journal of Structural Geology: 30(2008) 116–136.
[23] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran"*, Journal of Structural Geology 22(2000) 1125–1139.
[24] Ghasemi A., Poor Kermani M., *"Structure of the Soresat Metamorphic Complex, North Sanandaj–Sirjan Zone, northwest Iran"*, Australian Journal of Earth Sciences56 (2009) 939–949.
[25] Alizadeh A., López Martínez M., Sarkarinejad K., *"40Ar–39Ar geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogénic Belt"*, Comptes Rendus Geoscience 342 (2010) 837–846.
[26] Sheikholeslami M.R., Pique A., Mobayen P., Sabzehei M., Bellon H., Hashem Emami M., *"Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri- Kor-e-Sefid area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran)"*, Journal of Asian Earth Sciences 31(2008) 504–521.
[27] Moritz R., Ghazban F., Singer B.S., *"Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj– Sirjan tectonic zone, Western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen"*, Economic Geology 101(2006) 1497–1524.
[28] Davoudian A.R., Shabanian N., Genser J., Neubauer F.," *$^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny"*, Gondwana Research 37 (2016) 216–240.
[29] Berberian M., King G., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.
[30] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine 148 (2011) 692–725.
[31] Hassanzadeh J., Wernicke B.P., "*The Neotethyan Sanandaj–Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions"*, Tectonics 35, (2016).
[32] Arvin M., Pan, Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., *"Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction"*, Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474–489.
[33] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Hassanzadeh J., *"On the occurrence and implications of Jurassic*

[52] Whitney Donna L., Bernard W. Evans., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American mineralogist 95.1(2010) 185-187.
[53] Frost M.T., Grey I.E., Harrowfield I.R., Mason K., *"The dependence of alumina and silica contents on the extent of alteration of weathered ilmenites from Western Australia"*, Mineralogical Magazine 47(1983) 201–208.
[54] Nair A.G., Babu D.S., Damodaran K.T., Shankar R., Prabhu C.N., *"Weathering of ilmenite from Chavara deposit and its comparison with Manavalakurichi placer ilmenite, southwestern India"*, Journal of Asian Earth Sciences, 34(2) (2009) 115-122.
[55] Walshe J.L., *"A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems"*, Economic Geology, 81(3) (1986) pp.681-703.
[56] Wiewióra A., Z. Weiss., *"Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group"*, Clay Minerals 25.1 (1990) 83-92.
[57] Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Formoso M.L., Galán E., Kogure, T. Stanjek H., *"Summary of recommendations of nomenclature committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale pour l'Etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006"*, Clays and Clay Minerals, 54(6) (2006) 761-772.
[58] Foster M.D., *"Interpretation of the composition of lithium micas"*, USGS Prof. Pap., 354(1960) 147.
[59] Bourdelle F., *"Low-Temperature chlorite geothermometry and related recent analytical advances: A review"*, Minerals, 11(2) (2021) 130.
[60] Cathelineau M., Nieva, D., *"A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 91(3) (1985) 235-244.
[61] Kranidiotis, P., W. H. MacLean. *"Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec"*, Economic geology 82, no. 7 (1987): 1898-1911.
[62] Cathelineau M., *"Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature"*, Clay minerals, 23(4) (1988) 471-485.
[43] Babaahmadi A., Mohajjel M., Eftekhari A., Davoudian A.R., *"An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj–Sirjan Zone"*, Journal of Asian Earth Sciences 43 (1) (2012) 77–88.
[44] Ghasemi A., Haji Hosseini A., Hosseini M., *"Geological Map of Chadegan (scale 1: 100,000)"*, Geological Survey of Iran, (2005).
[45] Davoudian A.R., *"Mineral chemistry and P–T conditions of crystallization of the granitoid plutons in the Zayandeh-Rood river area, shear zone of north of Shahrekord with special reference to magmatic epidote"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 8 (2010) 497–512 (in Persian with an English abstract).
[46] Riyahi F., Shabanian N., Davoudian A. R.," *Age relationship of dolerite dykes associated with the metamorphic and the volcanic-sedimentary complexes, around Zayandeh-Roud river according to petrographic evidence (in Persian)*", 12th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, BU-Ali Sina University Hamedan-Iran (2020).
[47] - Davoudian, A.R., *"The tectonometamorphic and magmatic evolution in the Shahrekord- Daran area (Sanandaj – Sirjan Zone, Iran)"*, PhD Thesis, University of Isfahan, Iran, (2005) 220.
[48] Hashemi M., Shabanian N., Davoudian A. R., Azizi H., *"Investigation of temperature variations and deformation stages with respect to microstructures and mineral paragenesis in paragneisses of northern Shahrekord (in Persian)"*, Journal of Geosciences, (2019) 165-174.
[49] Davoudian A. R., Bendokht M., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Genser J., "Geochronology and geochemistry of the Ediacaran orthogneisses from the north Shahrekord (Sadegh-Abad), Sanandaj-Sirjan Zone: Insights into magmatic evolution of the Iranian basement", Geological Journal, 57(7) (2022) 2788-2811.
[50] *Riyahi, F., Shabanian, N., Davoudian A. R. (2018) "Geochemistry and tectonic setting of granite-gneisses from Abadchi, north of Shahrekord* (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy year, 26 (1) :195-208.
[51] Dachs E., *"PET: petrological elementary tools for mathematica"*, Computers & Geosciences, 24(3) (1998) 219-235.

Geological society of America bulletin 87.6 (1976): 868-872.
[73] Mosar J., *"Deformation interne dans les Prealpes medianes (Suisse)"*, Eclogae Geol Helv 82(1989)765–793.
[74] Ferrill D.A., *"Critical re-evaluation of differential stress estimates for calcite twins in coarse-grained limestone"*, Tectonophysics 285, (1998) 77–86.
[75] Groshong Jr R.H., Teufel L.W., Gasteiger C., *"Precision and accuracy of the calcite strain-gauge technique"*, Geol Soc Am Bull95 (1984b) 357–363.
[76] Rowe K.J., Rutter E.H., *"Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature"*, Journal of Structural Geology 12(1990)1–18.
[77] Evans M.A., Dunne W.M., *"Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA"*, Journal of structural geology 13 (1991) 21–36.
[78] Vernon R.H., *"Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles"*, Tectonophysics 78(1981)601–612.
[79] Rutter E.H., Neumann D.H.K., *"Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas"*, Journal Geophys Res 100(1995)15697–15715.
[80] Kennedy L.A., White J.C., *"Low-temperature recrystallization in calcite: mechanisms and consequences"*, Geology 29(2001)1027–1030.
[81] Weber J.C., Ferrill D.A., Roden-Tice M.K., *"Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad"*, Journal of Structural Geology 23(2001)93–112.
[63] Jowett E.C., *"Fitting Iron and Magnesium into the Hydrothermal Chlorite Geothermometer"*, In Proceedings of the GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, ON, Canada (1991) 27–29.
[64] Hillier S.T., Velde B., *"Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites"*, Clay Minerals, 26(2) (1991) 149-168.
[65] Zang W., Fyfe W.S., *"Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil"*, Mineralium Deposita, 30(1) (1995) 30-38.
[66] Xie X., Byerly G.R., Ferrell Jr R.E., *"IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 126(3) (1997) 275-291.
[67] Weiss L.E., *"A study of tectonic style: structural investigation of a marble quartzite complex in southern California"*, University of California Publications in Geological Science, 30(1954) 1-102.
[68] Rose G., *"Ueber die im Kalkspath vorkommenden hohlen Canäle"*, Abh. kÖnigl. Akad. Wiss. Berlin 23(1868) 57-79.
[69] MÜgge O., *"Beiträge zur Kenntnis der Strukturflächen des Kalkspathes"*, Neues Jb. Miner. 1 (1883) 32-54.
[70] Klassen-Neklyudova M. V., *"Mechanical Twinning of Crystals"*, Consultants Bureau, New York, (1964).
[71] Wenk H.R., Barber D., Reeder R., *"Microstructures in carbonates. In: Reeder, R. (Ed.), Carbonates: Mineralogy and Chemistry"*, Am. Miner. Soc., Washington DC (1983) 301–369.
[72] Jamison William R., John H. Spang. *"Use of calcite twin lamellae to infer differential stress"*,

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.113]